

**МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ имени М.В.ЛОМОНОСОВА**

ФИЗИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

ЗАДАЧА

ИЗМЕРЕНИЕ ВЕЛИЧИНЫ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ

СПЕЦПРАКТИКУМ КАФЕДРЫ МАГНЕТИЗМА

МОСКВА 2017

Составители: профессор Перов Н. С.
снс Шапаева Т.Б.
Богомоллов А.В.

Введение

Магнитные поля широко распространены во Вселенной. Магнитные поля имеют Солнце, звезды и все планеты Солнечной системы кроме Плутона (см. таблицу 1, рис.1).

Таблица 1.

Небесное тело	Радиус ядра, км	B, Гс	Наклон магнитной оси к оси вращения, градусы	Магнитный полюс, расположенный в Северном полушарии
Меркурий	1800	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$10 \div 20$	N
Венера	3000	$3 \cdot 10^{-5}$	-	-
Земля	3460	0,5	11,5	S
Луна	350	$1 \cdot 10^{-5}$	-	-
Марс	1500	$(3 \div 6) \cdot 10^{-4}$	12	S
Юпитер	54 000	4,2	9,5	N
Сатурн	27 000	0,2	1	N
Уран	-	0,13	59	-
Нептун	-	0,065	47	-
Плутон	-	-	-	-

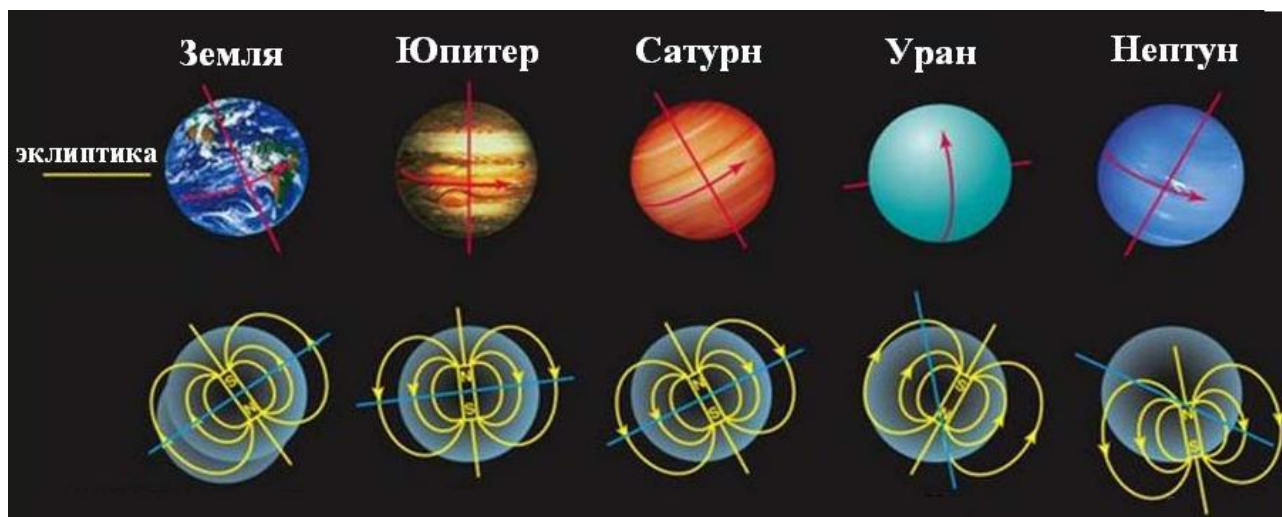


Рис.1. Магнитные поля планет Солнечной системы.

Магнитное поле Земли (геомагнитное поле) (рис.2) простирается от земной поверхности до области соприкосновения с солнечным ветром. На большом расстоянии от поверхности Земли оно имеет каплевидную форму

(рис.3). На дневной стороне граница магнитного поля находится на расстоянии $10 R$, а на противоположной примерно $40 - 50R$, где R – радиус Земли. Геомагнитное поле играет исключительную роль в жизни нашей планеты: защищает поверхность Земли от проникновения из космоса частиц высоких энергий, оказывает большое влияние на живую и неживую природу, намагничивает горные породы и почвы. Магнитное поле сыграло чрезвычайно важную роль в развитии человеческой цивилизации: с начала развития мореплавания оно служило уникальным ориентиром для моряков и в наши дни продолжает оставаться ориентиром морской, воздушной, подводной и спутниковой навигации.

Жидкое металлическое ядро, твердые мантия и кора, а также верхняя атмосфера вносят свой вклад в геомагнитное поле и оказывают на него влияние (рис.4). Поэтому данные о геомагнитном поле, в свою очередь, несут ту или иную информацию об этих областях Земли. Так, например, предположение о наличии проводящей ионосферы было сделано на основании изучения суточных вариаций геомагнитного поля.

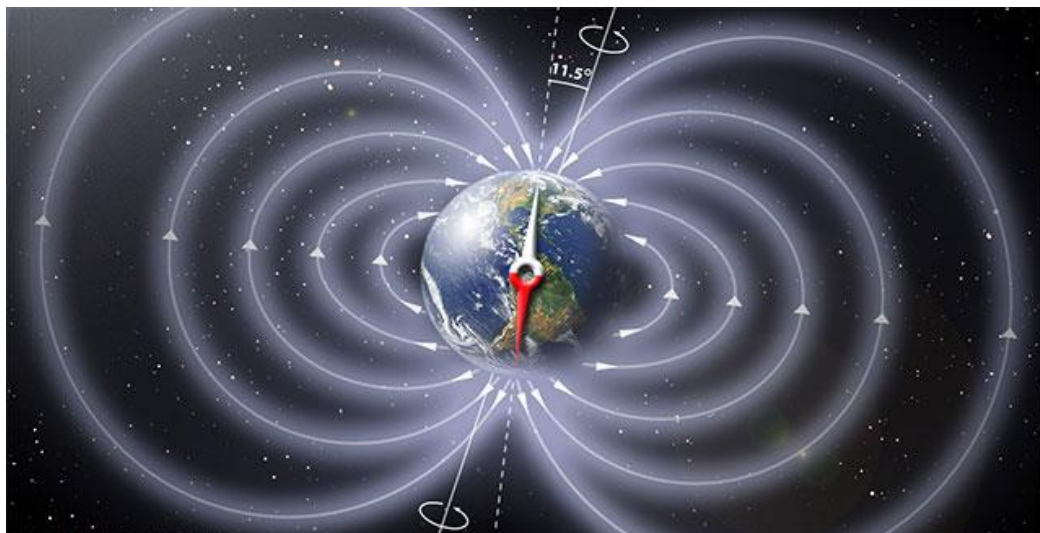


Рис.2. Геомагнитное поле.

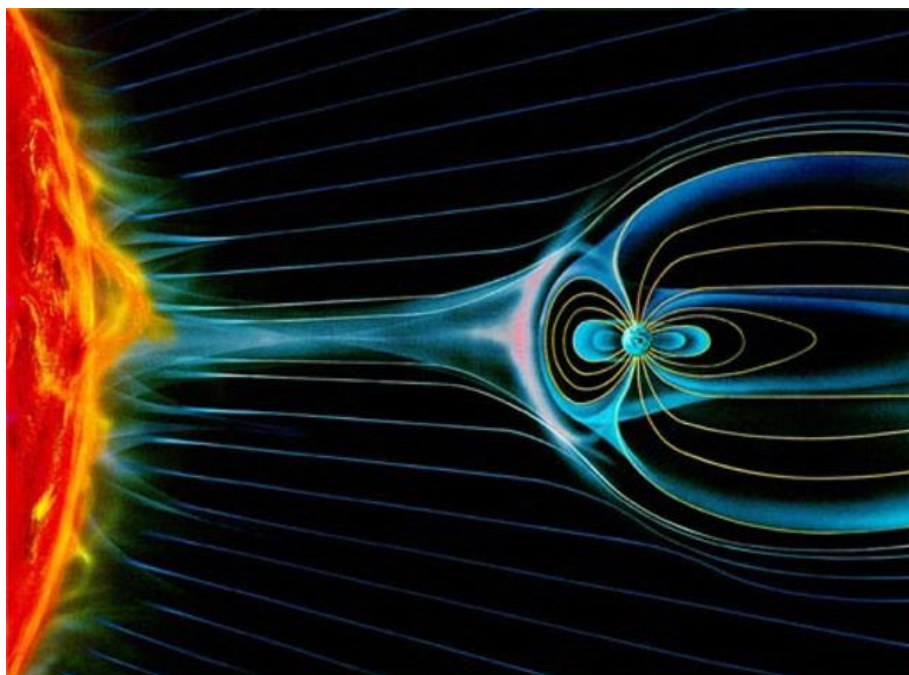


Рис.3. Магнитное поле Земли и солнечный ветер.

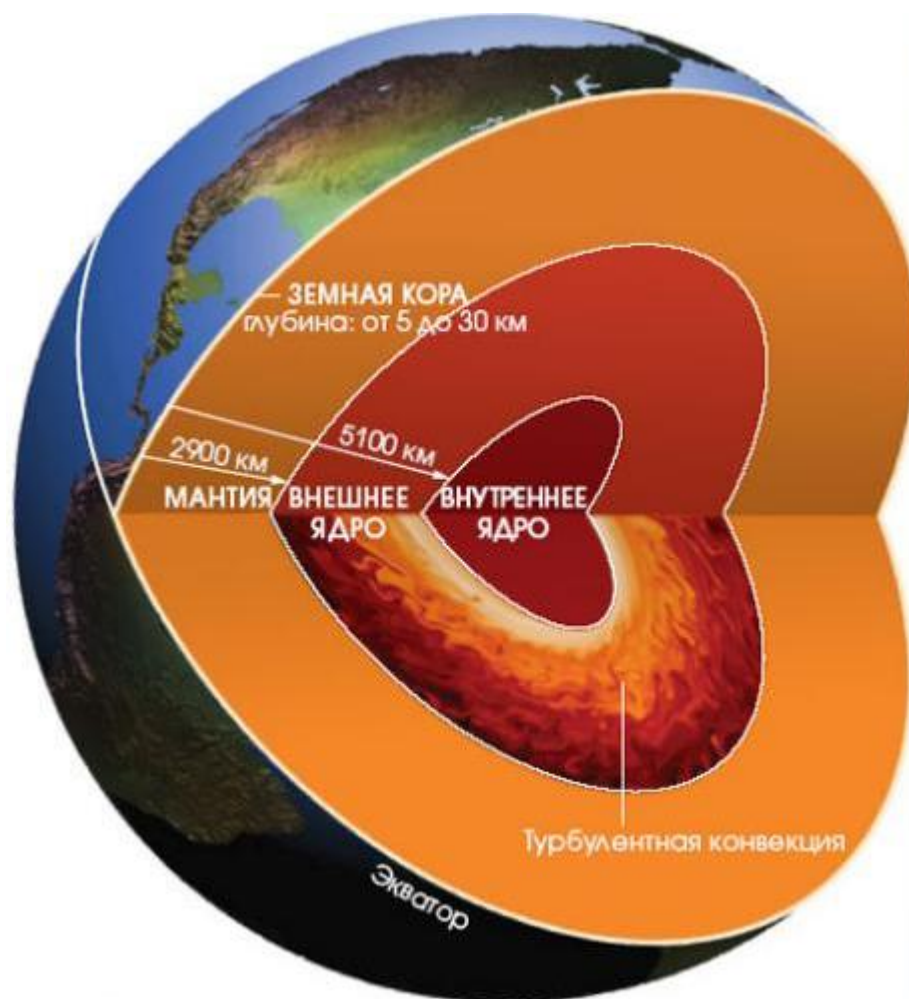


Рис.4. Земля.

Намагниченные горные породы обладают свойством «магнитной памяти» о древнем геомагнитном поле, в котором они намагнитились. Поэтому тщательное палеомагнитное изучение истории геомагнитного поля позволяет получать ценную информацию о строении и эволюции Земли. В частности, это дало возможность выдвинуть гипотезу о конвективных движениях жидкого ядра, основанную на факте существования геомагнитного поля и его вековых вариаций.

Геомагнетизм находит широкое применение при решении многих практических задач. В частности, при разведке полезных ископаемых магнитными методами определяются геомагнитные аномалии, обусловленные залежами железных руд и других полезных ископаемых.

Элементы геомагнитного поля.

Магнитное поле в какой-либо точке O земной поверхности с координатами φ (географическая широта) и λ (долгота) характеризуется магнитной индукцией B (рис. 5). Введем в точке O прямоугольную систему координат, оси которой образуют правую тройку. В этой системе ось x направлена на географический север, а y – на восток. В Северном полушарии Земли вектор геомагнитной индукции направлен вниз от горизонтальной плоскости x, y . Его проекции на соответствующие оси называются северной (X), восточной (Y) и вертикальной (Z) составляющими геомагнитного поля. Проекция B на горизонтальную плоскость x, y называется горизонтальной составляющей и обозначается через H . (Не путать с вектором напряженности магнитного поля!) Горизонтальная составляющая, в отличие от $B_x=X$, $B_y=Y$ и $B_z=Z$ является вектором, т.к. она определяется не только абсолютной величиной, но и направлением на плоскости x, y . Если Ox – направление географического меридиана в точке O , то OH – направление геомагнитного меридиана, в общем случае не совпадающее с направлением географического. Угол между геомагнитным и географическим меридианами называется углом магнитного склонения (D), угол между горизонтальной плоскостью и

направлением B – углом магнитного наклонения (J). Между элементами существуют простые соотношения:

$$B = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}, \quad (1)$$

$$\operatorname{tg} D = \frac{Y}{X}, \quad (2)$$

$$\operatorname{tg} J = \frac{Z}{H} = \frac{Z}{\sqrt{X^2 + Y^2}} \quad (3)$$

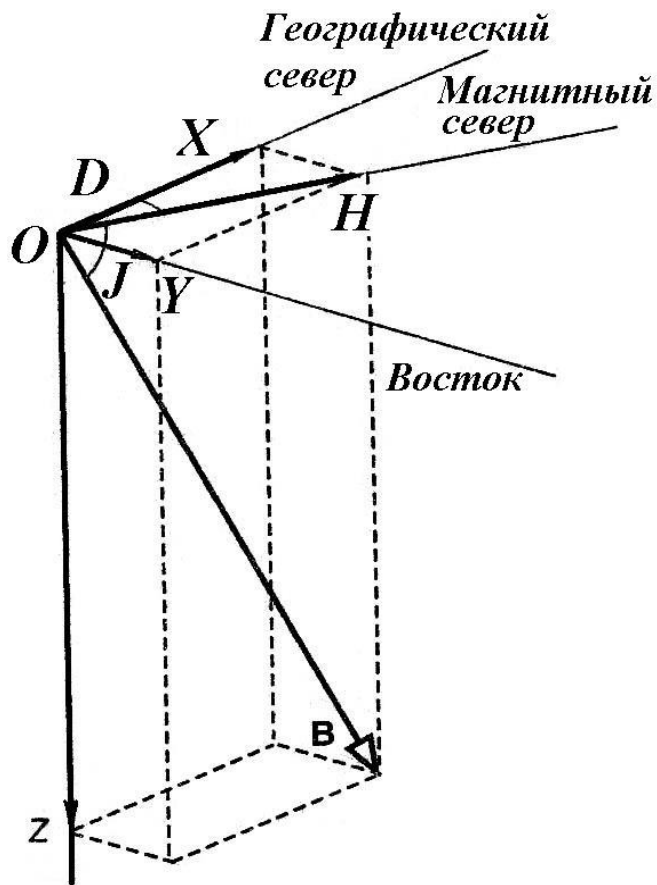


Рис. 5. Схема определения геомагнитной индукции B в точке O с географическими координатами φ и λ .

Магнитное склонение (рис.6) открыл Х.Колумб в 1492 г.



Рис.6. Магнитное склонение.

Индукция B геомагнитного поля имеет различные величины и направление в разных точках земной поверхности. Минимальные значения B наблюдаются на геомагнитном экваторе, максимального значения B достигает на магнитных полюсах. Магнитные и географический экваторы, так же как и магнитные и географические полюсы, не совпадают (см. рис. 6). Средняя геомагнитная индукция составляет около $0,5$ Гс, на магнитном экваторе $B \approx 0,35$ Гс, на магнитных полюсах $B \approx 0,65$ Гс.

Наблюдения элементов геомагнитного поля, производящиеся в разных точках земной поверхности, показывают, что они непрерывно меняют свое значение. Это явление было впервые обнаружено Генри Геллинбрандом в 1634 году. Периоды этих вариаций изменяются от долей секунд до нескольких месяцев, кроме того существуют вариации и среднегодовых значений элементов. Поэтому вариации в зависимости от их периода можно разделить на два принципиально различных типа: быстротечные периодического характера и медленные вариации среднегодовых значений элементов геомагнитного поля. Последние называются вековыми, ввиду большой длительности их периодов.

Исследования обоих типов вариаций показали, что они различаются не только по величинам их периодов, но и по происхождению. Причины быстротечных вариаций следует искать в верхних слоях атмосферы, они связаны с взаимодействием солнечного ветра с силовыми линиями геомагнитного поля в околоземном пространстве. Источники вековых вариаций расположены в ядре Земли, там же где генерируется основное, или главное, геомагнитное поле.

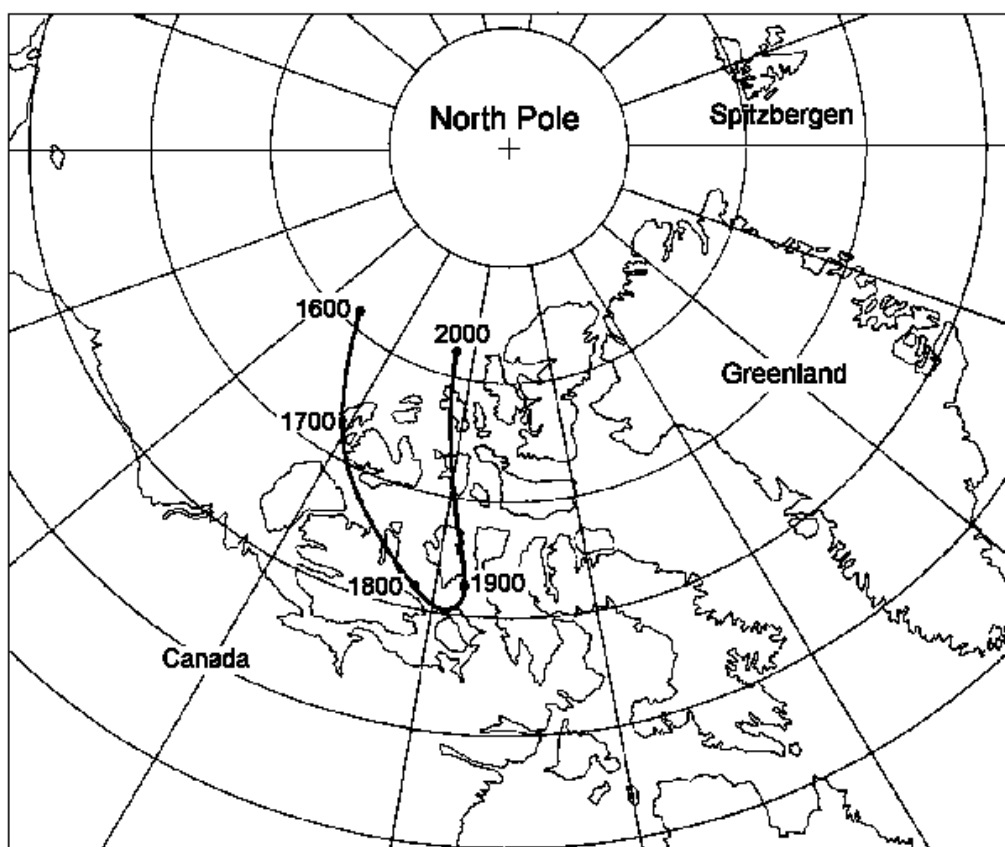


Рис.7. Положение географического и магнитного полюсов Земли за последние 400 лет. (по данным наблюдений)

Помимо главного геомагнитного поля, существует еще и поле, создаваемое намагниченными горными породами, расположенными в земной коре. Это поле называется аномальным геомагнитным полем. Таким образом, наблюдаемое на поверхности Земли геомагнитное поле является суммой трех полей, источники которых имеют разные физические механизмы происхождения и различное месторасположение:

1. главное геомагнитное поле и его вековые вариации (источники расположены в ядре Земли);
2. аномальное геомагнитное поле (источники расположены в земной коре);
3. электромагнитное поле (внешнее поле, источники расположены в околоземном пространстве).

Вклад главного поля в поле, наблюдаемое на поверхности Земли, составляет более 95 %, аномальное поле вносит около 4 % и внешнее – менее 1 %.

Проведенные во второй половине XX века многочисленные палеомагнитные исследования привели к открытиям, которые существенно изменили геофизические и геологические концепции строения и эволюции литосферы. Наиболее принципиальными результатами являются следующие:

1. Палеомагнитные полюсы не совпадают с современными полюсами, при этом чем древнее палеомагнитный полюс, тем на большем расстоянии от современного он находился. Кембрийский северный палеомагнитный полюс (возраст около 600 млн лет) находился южнее экватора.
2. Кривые миграции северных палеомагнитных полюсов, определенные по направлению естественной остаточной намагниченности пород разных континентов, существенно различны (рис. 8).
3. Геомагнитное поле в прошлые геологические эпохи неоднократно изменяло свою полярность. Начиная с кембрия насчитывается более тысячи инверсий. Шкала инверсий, датированная абсолютными методами, называется магнитохронологической шкалой. (рис.9)

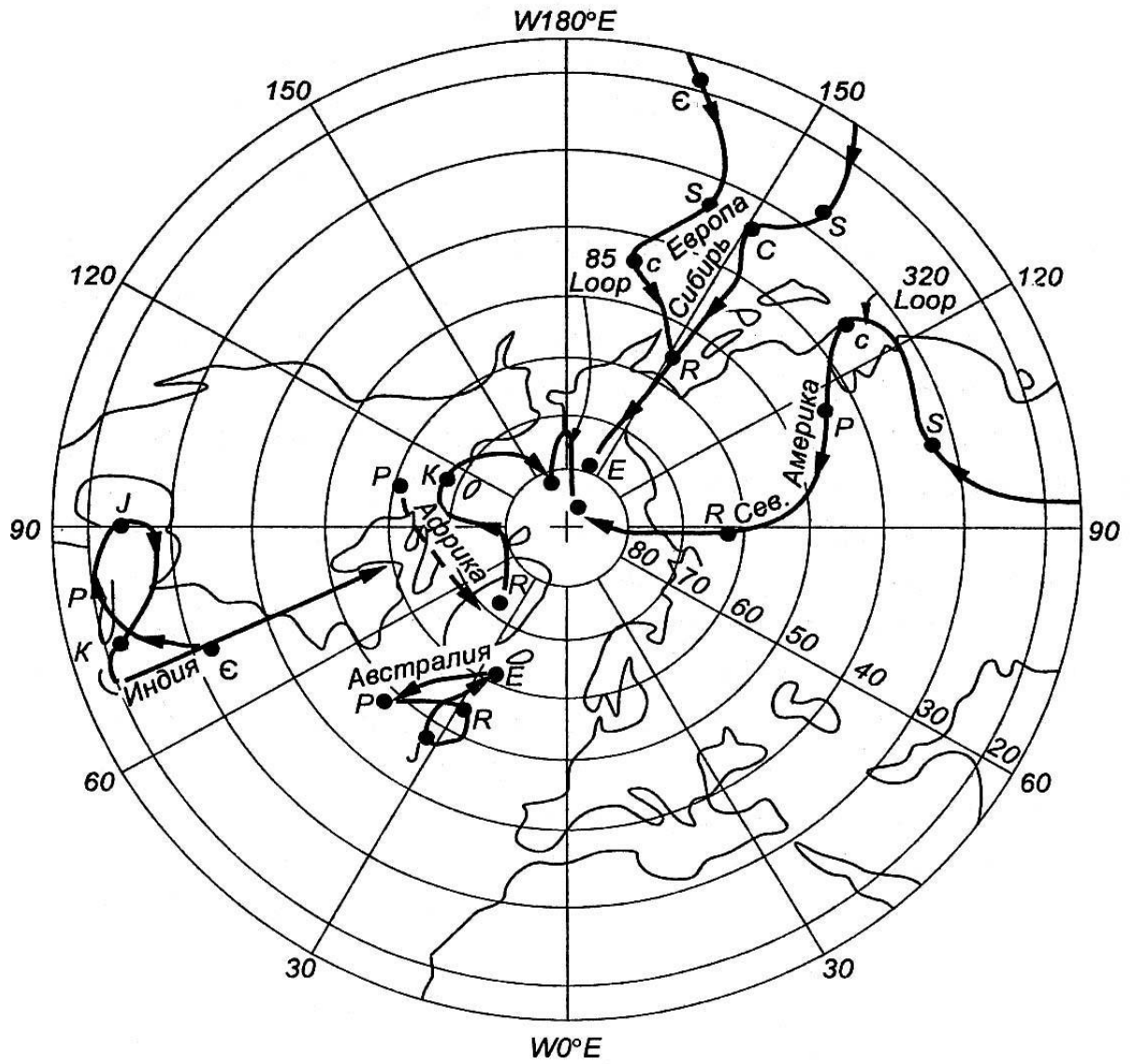


Рис.8. Кривые миграции палеомагнитных полюсов. Получены на основе измерения остаточной намагниченности горных пород разного возраста, расположенных на различных континентах.

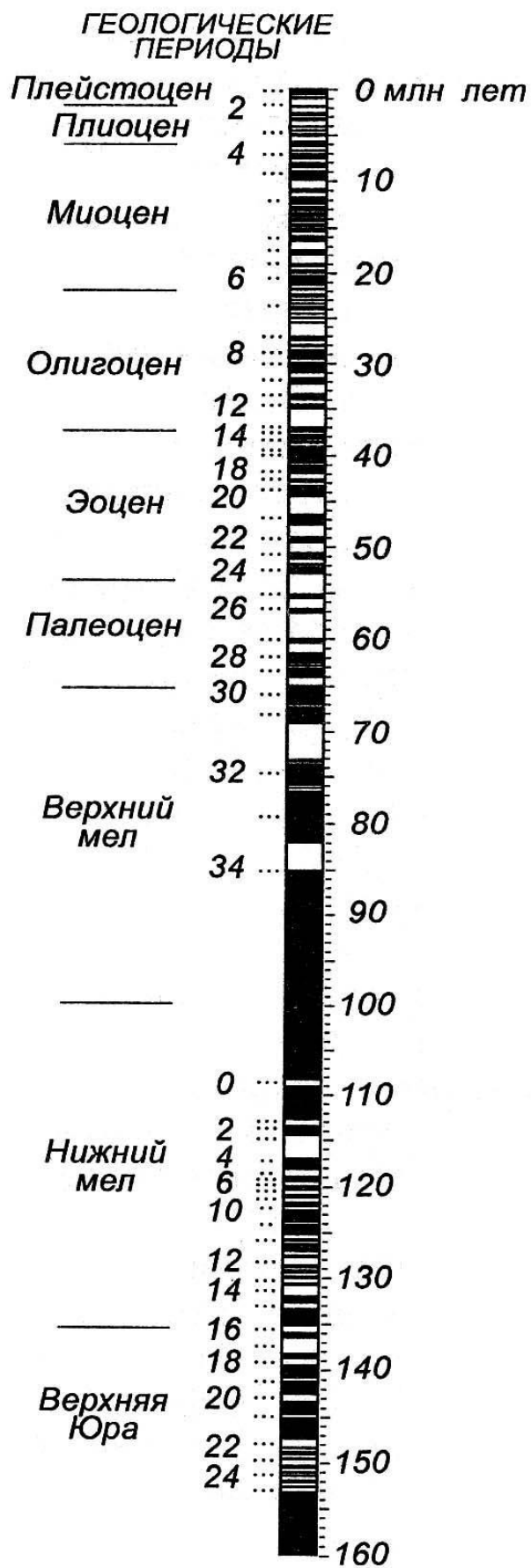
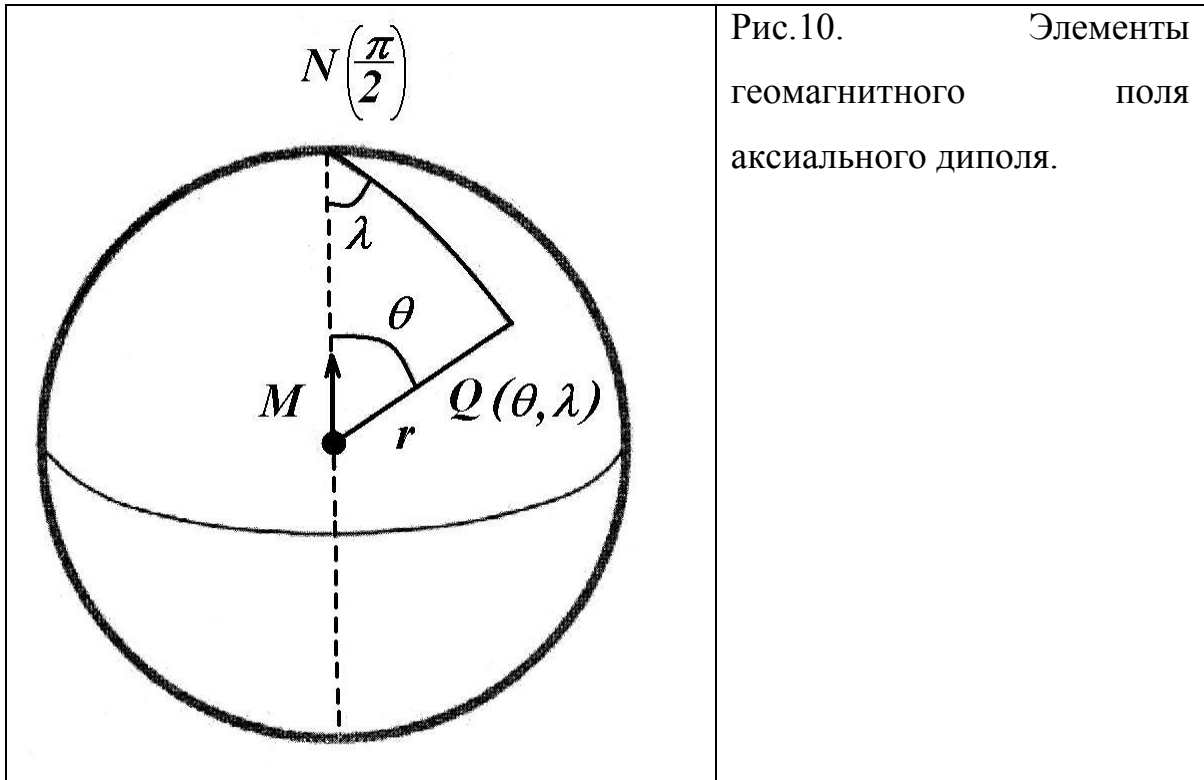


Рис.9.

Магнитохронологическая шкала, составленная на основе измерений океанских линейных магнитных аномалий. Справа – возраст млн лет; слева – номера аномалий.

При палеомагнитных исследованиях в качестве модели древнего геомагнитного поля используют модель аксиального диполя. Получим выражение для элементов геомагнитного поля, рассмотрев поле аксиального диполя, магнитный полюс которого совпадает с географическим (рис.10).



Магнитный потенциал аксиального диполя равен:

$$U = \frac{M}{r^2} \cos \theta, \text{ где } \theta = \frac{\pi}{2} - \varphi \quad (4)$$

φ – географическая широта, M – магнитный момент диполя.

Для получения выражений для элементов геомагнитного поля аксиального диполя продифференцируем U по соответствующим направлениям в сферических координатах:

$$\vec{B} = -grad U \quad (5)$$

$$B_x = -\frac{\partial U}{r \partial \theta} = \frac{M}{r^3} \sin \theta, \quad B_y = -\frac{\partial U}{r \cos \theta \partial \lambda} = 0, \quad B_z = -\frac{\partial U}{\partial r} = \frac{2M}{r^3} \cos \theta \quad (6)$$

При $r=R$ и $\varphi = \frac{\pi}{2} - \theta$, имеем

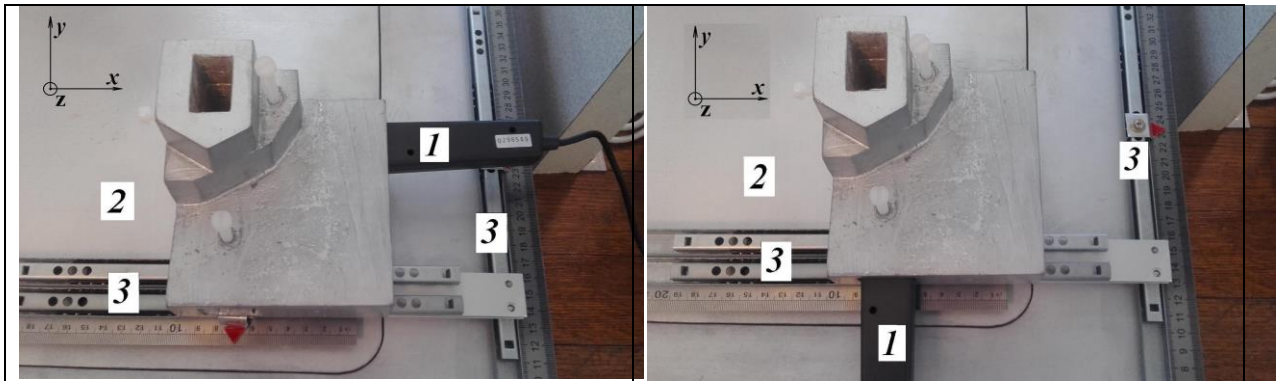
$$B_x = \frac{M}{R^3} \cos \varphi, B_y = 0, B_z = \frac{2M}{R^3} \sin \varphi \quad (7)$$

Таким образом, мы получили связь между компонентами магнитного поля Земли и географической широтой места.

Экспериментальная часть

Цель работы измерить компоненты магнитного поля Земли, его абсолютную величину, магнитное наклонение и определить положение земного меридиана. Эти величины нужно получить в присутствии и в отсутствии источника электромагнитного излучения. Для измерения трех компонент магнитного поля Земли датчик микротесламетра необходимо ориентировать так, как показано на рис. 11. Для ориентации датчика вдоль каждой из трех осей необходимо измерить магнитное поле в 30–40 точках фиксированной области. Положение датчика при каждом измерении определяется с помощью горизонтальных направляющих с шагом 1 см. После измерений трех компонент магнитного поля Земли, необходимо рассчитать среднее значение каждой компоненты (B_x , B_y и B_z), погрешность, абсолютную величину поля B (используя формулу (1)) и магнитное наклонение (используя формулу (3)). Результаты расчетов нужно сопоставить с данными литературы. Аналогичные измерения следует повторить, поместив в контейнер мобильный телефон. По окончании работы необходимо сравнить результаты, полученные в присутствии и в отсутствии источника электромагнитного излучения.

Используя формулы (5–7) оцените магнитный момент Земли и сравните полученную величину с данными литературы.



а

б

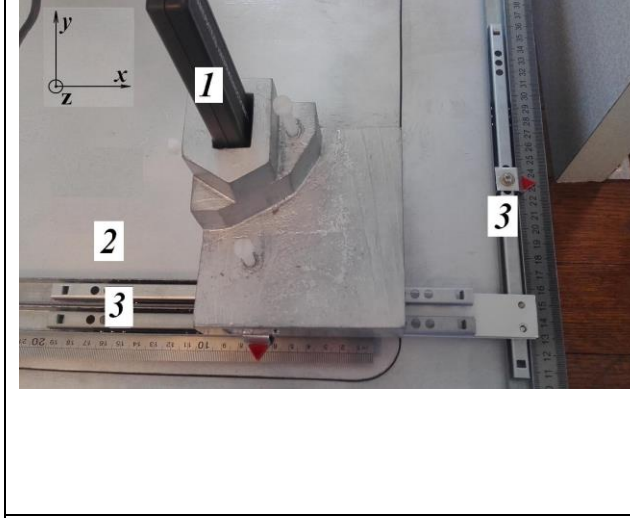


Рис. 11. Геометрия эксперимента. На рисунках а, б, в показана ориентация датчика милитесламетра (1) относительно контейнера (2) с направляющими (3) для измерения компонент магнитного поля Земли B_x , B_y и B_z .

в

Литература.

1. В.И.Трухин, К.В.Показеев, В.Е.Куницын, А.А.Шрейдер. Основы экологической геофизики, Санкт-Петербург, 2004
2. Общая геофизика. Под редакцией академика В.А. Магницкого, издательство МГУ, 1995 г.
3. В.И.Трухин, В.И.Максимочкин. Геомагнитизм и методы геомагнитных исследований. Москва, 2009

Контрольные вопросы

1. Какие планеты Солнечной системы имеют магнитное поле?
2. Каковы величины самого большого и самого маленького магнитного поля планет Солнечной системы? У каких планет наблюдаются эти поля?
3. Что такое Солнечный ветер?
4. Какова величина магнитного поля Земли?
5. Что является причиной возникновения магнитного поля Земли?
6. Назовите основные характеристики магнитного поля Земли.
7. Каковы причины вариаций геомагнитного поля?
8. Что такое магнитное склонение и магнитное наклонение?
9. Что изучает палеомагнетизм?

Приложение 1. Мировая магнитная карта наклонения

